©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

(Aus dem Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien)

Mineralogische Untersuchungen des Magnetitvorkommens Kottaun bei Geras, niederösterreichisches Moldanubikum. Ein Beitrag zur Genese von Skarnen

Von MICHAEL A. GÖTZINGER

Mit 4 Abbildungen

(Vorgelegt in der Sitzung der mathem.-naturw. Klasse am 22. Jänner 1981 durch das w. M. J. ZEMANN)

Zusammenfassung

Der Skarnkörper von Kottaun-Arzberg, Niederösterreich, ist einerseits von „Hybridem Gföhler Gneis", andererseits von Paragesteinsserien umgeben. Er besteht hauptsächlich aus Magnetit führenden Klinopyroxenfelsen. Untergeordnet treten eine Silikatmarmorscholle, Andraditfelse, Gneise (mit Cummingtonit) und Glimmerschiefer sowie durch pegmatoide Gänge veränderte Gesteine auf. Die Mineralzusammensetzungen (EMS-Messungen) sind sehr heterogen, besonders die Fe/(Fe +Mg)-Molquotienten der Klinopyroxene sind starken Schwankungen (von Korn zu Korn) unterworfen.

Unter der Voraussetzung des Vorliegens von chemischen Teilgleichgewichten können nach TAYLOR & LIOU (1978) Metamorphosetemperaturen um 620° C bei einer durchschnittlichen Sauerstoffugazität von −18 (log f_{O_2}, in bar) angenommen werden (p_{fluid} = 2 kbar). Diese (letzte) Metamorphose wird begründet für kaledonisch gehalten.

Nach einer Diskussion des Begriffes und Begriffswandels „Skarn" werden gemäß FRIETSCH (1977) „primary skarns" und „internal reaction skarns" als zutreffende Bezeichnungen beibehalten.

Vergleichsuntersuchungen an Mineralen des Skarns von Rio Marina (Elba) und der schichtigen Andraditlagen im Hartensteiner Marmor (Niederösterreich) ergaben Zonarbau der Hedenbergite im erstgenannten Vorkommen und stark streuende chemische Zusammensetzungen (aber keinen starken Zonarbau) der Klinopyroxene des zweiten Vorkommens. Aufgrund der chemischen Heterogenität und der stark schwankenden Fe/

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

(Fe +Mg)-Molquotienten der Klinopyroxene wird eine sedimentäre Anlage des Stoffbestandes der Gesteine vom Kottauner Arzberg angenommen.

Beobachtungen an rezenten Eisenlagerstättenbildungen (Santorin; PUCHELT, 1973) und Untersuchungen an chemisch heterogenen, als sedimentär gedeuteten Ankeritgesteinen (Grauwackenzone; BERAN, 1979) werden als Argumente für die Einstufung der Gesteine des Kottauner Arzberges als (poly)regionalmetamorpher „internal reaction skarn" gewertet. Eine errechnete Pauschalzusammensetzung fällt in den Bereich der chemischen Variationsbreite der Eisenerze des Lahn-Dill-Typs sowie der Gesteine der iron formation.

Summary

Mineralogical investigations of the magnetite-occurence Kottaun near Geras, Moldanubikum, Lower Austria, a contribution to the genesis of skarns.

The skarnbody of Kottaun-Arzberg (Lower Austria) is surrounded by so-called "Hybrider Gföhler Gneis" on the one side and by metamorphic pelitic rocks on the other side. It consists mainly of magnetite bearing clinopyroxene-rocks. Subordinated occur andradite-rocks, gneisses (with cummingtonite), micaschists and a very small body of silicate marbles, as well as rocks influenced by pegmatoide veins. The chemical compositions of the minerals are consideraly various, especially so the Fe/(Fe+Mg) molefractions of the clinopyroxene (from grain to grain).

Supposing local chemical equilibration the temperature of metamorphism approximately 620° C (p_{fluid} = 2 kbar) can be estimated according to TAYLOR & LIOU (1978) as well as average oxygen fugacity of –18 (log f_{O_2}, in bars). This (last) metamorphism is definitely considered to belong to the caledonian orogenesis.

After discussion the term "skarn" and its change in meaning, "primary skarn" and "internal reaction skarn" are used as significant expressions, according to FRIETSCH (1977).

Comparison with skarn-minerals of Rio Marina (Elba) and with the stratiform layers of andradite of the Hartenstein marble (Lower Austria) show a zoning of hedenbergite in the first occurence and a varying composition (but no distinct zoning) of the clinopyroxene in the second one. Due to the chemical heterogenity and the strong variation of the Fe/(Fe+Mg) molefractions of clinopyroxene, a sedimentary origin of the orebody of Kottaun-Arzberg is assumed.

Observations on recent iron ore deposition (Santorin; PUCHELT, 1973) and investigations of chemical heterogeneous, interpreted as sedimentary ankerite-rocks (Grauwackenzone; BERAN, 1979) are used as arguments for the interpretation of the Kottaun-Arzberg skarnbody as a (poly)regionalmetamorphic "internal reaction skarn" A calculated bulk-composition falls into the range of the chemical variation of iron ores of the Lahn-Dill type as well as those of iron formation.

Der seit dem Ende des vorigen Jahrhunderts stillgelegte Magnetitbergbau Kottaun-Arzberg erschließt eine zwar wirtschaftlich unbedeutende, jedoch wissenschaftlich recht interessante Skarnlagerstätte (im weitesten jetzt gebräuchlichen Sinne) auf österreichischem Staatsgebiet (vgl. GÖTZINGER, 1978).

Der Arzberg liegt östlich der Straße Kottaun–Heinrichsreith, nördlich Geras, Niederösterreich, ca. 600 Meter NNW der Ortschaft Kottaun (Österr. Karte 1:50.000, Blatt 8 – Geras, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien).

Der Abbau der Eisenerze erfolgte Mitte des 19. Jahrhunderts, mit Unterbrechungen ca. 60 Jahre lang (WALDMANN, 1952). In der näheren Umgebung sind zwei weitere Magnetitvorkommen aus obiger Literatur bekannt, nämlich Wolfsbach und Lindau bei Raabs (vgl. HOLZER und NEUWIRTH, 1962).

Auf tschechoslowakischem Gebiet des Moldanubikums standen bis 1967 ähnliche Vorkommen in Abbau (ILAVSKÝ *et al.*, 1977; NĚMEC, 1966, 1975, 1979). Über einige Vorkommen liegen Arbeiten vor, auf möglicherweise vergleichbare Angaben wird im vorliegenden Text hingewiesen.

Leider sind die Aufschlußverhältnisse im ganzen Gebiet sehr schlecht: nach der geologischen Karte (SUESS und GERHART, 1925; WALDMANN, 1931) liegt das Vorkommen Kottaun-Arzberg an der Grenze zweier Gesteinsserien: Im Norden, Westen und Südwesten umgreifen plattige, meist grobschuppige Zweiglimmergneise, nach FUCHS und MATURA (1976) „Hybrider Gföhler Gneis", im Osten und Südosten grobschuppige Glimmerschiefer, Paragneise mit eingelagerten Amphiboliten und Graphitquarzite (FUCHS und MATURA, 1976) den Lagerstättenkörper. Dieser liegt dem Anschein nach als Scholle (WALDMANN, 1951) mit einer aufgeschlossenen Querschnittsfläche von ca. 0,2 km² in Gesteinsserien, deren Streichrichtung parallel der nur rund zwei Kilometer entfernten Gesteine des Moravikums verläuft. Nur an einem Gestein des Lagerstättenkörpers selbst (Almandin-Biotit-Schiefer)

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

ist eine den umliegenden Paragneisen parallele Streichrichtung zu erkennen. Das Areal wurde, soweit es die Aufschlüsse zuließen, basierend auf der topographischen Aufnahme von HOLZER und NEUWIRTH (1962) kartiert (Abb. 1).

GÖSCHKE und WINKLER (1978) führten eine Untersuchung im Bereich des Arzberges mit magnetischen Methoden durch. Zweidimensionale Modellrechnungen ergaben einen Störkörper mit einer Tiefenerstreckung von 125 m und einem Volumen von ca. 3.10^6 m^3. 400 Meter WSW des Arzberges wurde ein größerer Störkörper in einer Tiefe von rund 200 Metern entdeckt.

Am Kottauner Arzberg werden fünf Gesteinstypen unterschieden:

1. Pyroxenfelse (gelegentlich fast monomineralisch) mit Magnetit, Quarz und wechselnden Gehalten von Granat und Calcit.
2. Silikatmarmor, bestehend aus Calcit, Pyroxen und Granat.
3. Andraditfels mit Begleitgesteinen.
4. Gneise (mit gelegentlicher Granatanreicherung und Cummingtonit) und Almandin-Biotit-Schiefer.
5. Durch pegmatoide Gänge veränderte Gesteine.

Diese Numerierung wird in den Analysentabellen zur Kennzeichnung der Gesteinszugehörigkeit der Minerale beibehalten.

Die Mineral- und Gesteinsuntersuchungen erfolgten mittels Dünn- und Anschliffen, Mineralanalysen wurden mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonde, Typ ARL-SEMQ, bei einer Anregungsspannnung von 15 kV durchgeführt. Gemessen wurde gegen Mineralstandards, Korrekturen erfolgten nach BENCE und ALBEE (1968). Die Mineralphasen wurden röntgenographisch identifiziert.

Beschreibung und Mineralführung der Gesteinstypen

1. *Pyroxenfelse* als Träger der Vererzung bilden mengenmäßig das Hauptgestein der Lagerstätte. Sie erscheinen richtungslos massig und bestehen vorwiegend aus Klinopyroxen. Neben dem häufigen Magnetit und Quarz treten sowohl Granat als auch Kalkspat auf. Die Korngröße aller Bestandteile schwankt um einen Millimeter.

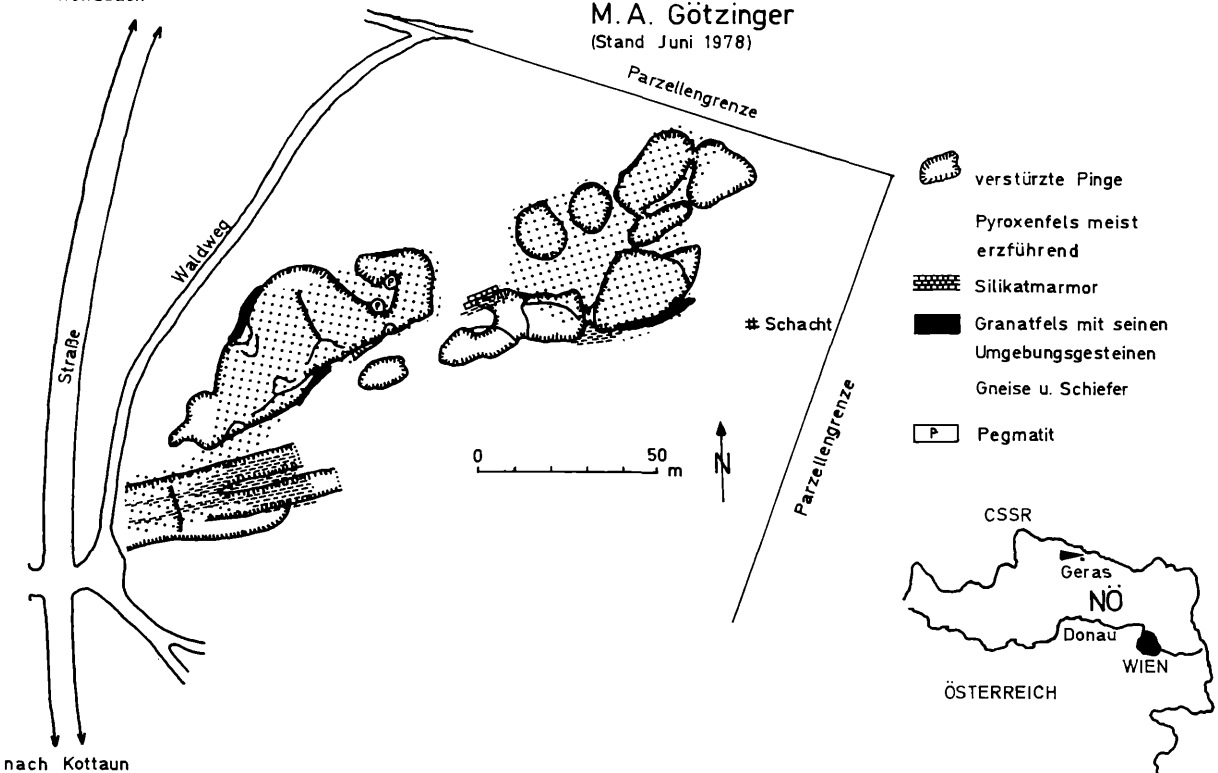
Klinopyroxen bildet zumindest 60 Volumsprozent des Gesteins. Das Gefüge ist durchwegs hypidiomorph körnig, oft sind sogenannte „Tripelpunktkorngrenzen" (Abb. 2a) ausgebildet. Die Pyroxene gehören der Reihe Diopsid–Hedenbergit an, wobei der Molquotient Fe/(Fe+Mg) zwischen 0,65 und 0,95 schwankt (nach DEER *et al.*, 1978, Salit–Ferrosalit). Dieser Quotient variiert nicht nur von Korn zu Korn,

Abb. 1: Karte des ehemaligen Bergbaugebietes Kottaun-Arzberg, NÖ. Topographie nach HOLZER und NEUWIRTH (1962); umgezeichnet und ergänzt, geologische Eintragungen von M. A. GÖTZINGER (Stand Juni 1978).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Die alten Tagbaue der Magnetitlagerstätte Kottaun-Arzberg (nördl. Geras, NÖ)

Topographie nach Holzer u. Neuwirth, 1962;
umgezeichnet u. ergänzt; geol. Eintragungen von
M. A. Götzinger
(Stand Juni 1978)



©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

sondern in domänenartiger Verteilung innerhalb mancher größerer Kristallkörner, wobei die Schwankung das Mehrfache der Meßgenauigkeit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) ausmacht (Tab. 1/1 und Tab. 7)*. Innerhalb der Klinopyroxene herrscht offenbar kein chemisches Gleichgewicht vor. Ein Zonarbau wurde nicht beobachtet. Diese Chemismus-Variabilität scheint über den ganzen Pyroxenfels gleich zu bleiben. Recht starken Schwankungen unterliegt auch der Quotient Ca/Ca+Mn) (0,82 bis über 0,95). Der Titangehalt ist in allen Pyroxenen sehr niedrig (≦ 0,02 Gew.% TiO_2) (vgl. dazu NĚMEC, 1970b).

Innerhalb der Pyroxenfelse können mehrere typische Mineralassoziationen unterschieden werden:

a) KPx + Mt ± Q
b) KPx + Alm ± Q
KPx + Alm ± Mt

c) KPx + Cc + Q
Cc + Q
Cc + Mt
Cc + Mt + Q

Die genannten Mineralassoziationen (a, b und c) sind jedoch voneinander nicht scharf getrennt. Die Kalkspat führenden Partien (bis 40 Vol.% Calcit) scheinen lagig zu sein und wurden nur im Dezimeterbereich gefunden.

ad a) Dieser Mineralassoziationsbereich stellt den Haupterzträger (ausschließlich Magnetit) dar. Die Vererzung ist wolkig im Pyroxenfels verteilt. Der Magnetitgehalt schwankt stark, reiche Erzpartien enthalten bis 40 Gew.% Magnetit (vgl. auch KLINGER, 1912; WALDMANN, 1952; HOLZER und NEUWIRTH, 1962). EMS-Analysen ergeben sehr reinen Magnetit, wobei sich bei größeren Kristallen (um 2 mm) ein schwacher Zonarbau feststellen läßt (Tab. 2). Im Auflicht zeigt der Magnetit Isotropie, die Reflexionswerte (in Luft) liegen im Mittel bei 20,7 ± 0,2 % (177 Messungen in 6 Proben).

Die Reflexionsmessungen wurden auf einem Gerät der Firma Leitz der Type Orthoplan-Pol mit Photometer MPV2 gegen den Standard $SrTiO_3$ (Nr. 742 d. Fa. Leitz) bei einer Wellenlänge von 433 nm (Okular 20fach, Meßfeldgröße 0,15 mm) durchgeführt.

Die Korngrenzen zwischen Klinopyroxen und Magnetit sind in der Regel geradlinig und scharf. Der Magnetit ist durchwegs xenomorph, nur bei kleineren Kriställchen gibt es Andeutungen idiomorpher Ausbildung. Diese zeigen keinen meßbaren Zonarbau. Pyroxene, die an Magnetite angrenzen, sind meist gering eisenärmer.

Zur Kontrolle der Konstanz der EMS-Messungen wurde jedesmal ein Standardmineral (Orthopyroxen) mitgemessen (Tab. 1a). Diese Analysenwerte liegen innerhalb der Streuung der Meßgenauigkeit der EMS.

Tabelle 1: Klinopyroxen-EMS-Analysen.

	1 [18]		2 [4]		3 [3]		3a [6]	
SiO_2	49,38	(68)	49,81	(42)	48,40	(68)	50,82	(44)
Al_2O_3	0,44	(14)	0,31	(11)	0,04	(4)	0,23	(5)
FeO	22,24	(70)	17,11	(35)	26,88	(38)	17,17	(27)
MgO	3,95	(40)	6,44	(17)	1,31	(15)	6,63	(24)
MnO	2,24	(40)	3,11	(7)	0,82	(3)	3,18	(17)
CaO	21,02	(104)	22,51	(127)	21,64	(37)	20,91	(8)
Na_2O	0,51	(11)	0,18	(2)	0,51	(3)	0,50	(8)
K_2O	0,01	(1)	0,02	(2)	0,02	(2)	0,01	(1)
	99,79		99,49		99,62		99,45	

Verrechnung auf 4 Kationen:

Si	1,975	1,996	1,972	1,986	1,980	1,982	2,004	
Al	0,021		0,014		0,002		0,011	1,996
Fe	0,744	2,005	0,567	2,014	0,920	2,018	0,566	
Mg	0,236		0,380		0,080		0,390	
Mn	0,076		0,104		0,028		0,106	
Ca	0,901		0,955		0,949		0,884	
Na	0,047		0,007		0,040		0,038	
K	0,001		0,001		0,001		0,001	

Ti und Cr unterhalb der Nachweisgrenze (≤ 0,01 Gew.-%).
3a: KPx aus dem Umgebungsgestein des östlichen Andraditfelses.

Tabelle 1 (Fortsetzung):

	3b [10]		5 [9]		σ EMS
SiO_2	50,90	(44)	51,19	(42)	90
Al_2O_3	0,10	(6)	0,94	(35)	8
FeO	14,89	(34)	16,19	(34)	30
MgO	9,75	(29)	8,39	(11)	16
MnO	1,37	(13)	0,55	(3)	10
CaO	21,83	(98)	22,38	(34)	22
Na_2O	0,69	(8)	0,25	(4)	4
K_2O	0,02	(1)	0,01	(1)	2
	99,55		99,90		

Verrechnung auf 4 Kationen:

Si	1,959	1,964	1,983	2,000
Al	0,005		0,017	
Fe	0,479	2,035	0,026	2,000
Mg	0,559		0,524	
Mn	0,045		0,484	
Ca	0,900		0,018	
Na	0,051		0,929	
K	0,001		0,018	
			0,001	

Ti und Cr unterhalb der Nachweisgrenze (≤ 0,01 Gew.-%).
3b: KPx aus dem Amphibolfels, westlicher Andraditfels.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tabelle 1a: Mittelwert aus 14 EMS-Analysen eines Standard-Orthopyroxens zur Kontrolle der Meßgenauigkeit der Mikrosonde.

SiO_2	54,19	(69)
TiO_2	0,11	(4)
Cr_2O_3	0,31	(10)
Al_2O_3	4,77	(15)
FeO	6,24	(10)
MnO	0,15	(3)
MgO	33,11	(25)
CaO	0,81	(10)
Na_2O	0,11	(10)
K_2O	0,01	(1)
	99,81	

Tabelle 2: Magnetit-EMS-Analysen: Gehalte der wichtigsten Nebenelemente. Der Vanadiumgehalt wurde mittels flammenloser AAS festgestellt (Analytiker: Dr. F. KOLLER).

	1 [37]	1a [6] Kern	1a [6] Rand	1c [2]
Al	0,11	0,17	0,05	0,22
Mg	0,01	0,01	0,01	0,09
Ti	0,12	0,32	0,19	0,44
Mn	0,44	0,49	0,25	0,51
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01
V	~ 0,01 (Probe 1a)	96 ± 6 ppm		n. b.

1a: Beispiel des schwachen Zonarbaues (aus dem Pyroxenfels);
1c: Mt aus den karbonatreichen Teilen des Pyroxenfelses.

Beschriftung der Tabellen (gültig für alle Tabellen):

1. Die erste Zahl in den Tabellen, über den Analysen, ist die Kennung für die Zugehörigkeit zu den Gesteinstypen:
   1 = Pyroxenfels des Hauptgesteins,
   2 = Silikatmarmorscholle,
   3 = Andraditfels mit Begleitgesteinen,
   4 = Gneise und Glimmerschiefer,
   5 = veränderte Gesteine.
2. Die zweite Zahl [in eckiger Klammer] gibt die Anzahl der für den Durchschnittswert herangezogenen Analysen an.
3. Alle Analysenwerte sind in Gew.-% angegeben.
4. Die Streuung der Analysenwerte ist (in runden Klammern) in Einheiten der 2. Dezimale gegeben.
5. Die Eisengehalte sind in der Regel als FeO verrechnet; bei den Granatanalysen wurde nach Auffüllung der [6]-Position der Gehalt an Fe^{III} gemäß der Formel verrechnet.

Der ganze Lagerstättenköper ist nach bisherigen Beobachtungen frei von Sulfiden (vgl. dagegen NĚMEC, 1962, 1965), nur gelegentlich wurden winzige Magnetkieseinschlüsse im Magnetit gefunden.

Sonderfälle: Lokal recht begrenzt tritt in diesen Gesteinen ein Klinopyroxen-Magnetit-Myrmekit auf (Abb. 2a, 2b), der nach außen hin deutlich gröber wird. Dies ist nach VOLL (mündl. Mitt., 1980) der seltener zu beobachtende Fall. Die Klinopyroxene der Myrmekite zeigen eine geringe Chemismus-Schwankung. Sie sind eisenreicher (Fe/[Fe+Mg] = 0,94) (Tab. 6/1a) als die Pyroxene des gleichen Schliffes, die außerhalb der Myrmekitbereiche liegen (Fe/[Fe+Mg] = 0,85 ± 0,04); die letzteren sind jedoch inhomogener.

Über myrmekitische Verwachsungen von Erzmineralen und Silikaten liegen bisher nur wenige Arbeiten vor (RAMDOHR, 1975), im speziellen über die Verwachsung von Magnetit und Pyroxen nur über das Auftreten in magmatischen Gesteinen (NEWHOUSE, 1936; RAMDOHR, 1940).

In anderen Bereichen der Pyroxenfelse treten um einige Magnetite ringförmig angeordnete Quarze auf. Diese Hülle, bestehend aus mehreren xenomorphen Körnern, ist nur in wenigen Fällen ganz geschlossen, so daß auch der umgebende Klinopyroxen gemeinsame Korngrenzen mit dem Magnetit hat (Abb. 3). Ähnliche Bildungen beschreibt auch NĚMEC (1975) aus dem Pyroxenskarn von Věchnov, ČSSR.

ad b) In einigen Teilen der Pyroxenfelse tritt zu den bisher beschriebenen Mineralen noch Granat hinzu. Es handelt sich um Mischkristalle zwischen Almandin und Grossular (vgl. HERITSCH, 1931, 1933; NĚMEC, 1967a, b, 1971; ACKERMAND *et al.*, 1972; HERITSCH, 1973) mit kontinuierlichem Zonarbau (Analysen in Tab. 3/1). Auf acht Kationen berechnet, ergeben sich folgende Formelzusammensetzungen:

Kernbereich:

$(Fe_{1,18}\ Ca_{1,02}\ Mn_{0,78}\ Mg_{0,02})_{3,00}(Al_{1,78}Fe_{0,22})_{2,00}\ Si_{3,00}\ O_{12}$;

Randbereich:

$(Fe_{1,69}\ Ca_{0,84}\ Mn_{0,42}\ Mg_{0,03})_{2,98}(Al_{1,72}\ Fe_{0,28})_{2,00}\ Si_{3,02}\ O_{12}$;

in Mol.% berechnet:

Kern: Alm. 39,2, Spess. 25,9, Py. 0,7, Gross. 23,2, Andr. 11,0;

Rand: Alm. 56,3, Spess. 14,0, Py. 1,7, Gross. 14,0, Andr. 14,0.

Die Gehalte von Chrom und Titan liegen unterhalb der Nachweisgrenze der EMS. Der manganreichere Kern ist für Granate metamorpher Bildungen üblich (HOLLISTER, 1966; ATHERTON, 1968; KRETZ, 1973).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Der Pyroxenchemismus in unmittelbarer Umgebung der meist xenomorphen Granate schwankt wenig.

ad c) Lokal sind im Pyroxenfels kalkspatreiche Partien (im Dezimeterbereich) mit scharfer Grenze eingeschaltet. Neben dem Karbonanteil, der maximal 40 Vol.% ausmacht, finden sich außer Pyroxen noch Quarz und Magnetit, Granat scheint hier zu fehlen. Wollastonit oder andere Calciumsilikate wurden nicht beobachtet. Vereinzelt treten sehr kleine Apatite auf. Die Titan- und Mangangehalte der hier oft idiomorphen, zonarbaufreien Magnetite sind geringfügig höher als im Pyroxenfels: TiO_2 bis 0,7 Gew.%, MnO bis 0,6 Gew.% (Tab. 2).

Der Kalkspat (mit deutlichen Zwillingslamellen) enthält im Schnitt 2,7 Gew.% MnO, 1,7 Gew.% FeO und 0,2 Gew.% MgO. Das entspricht einer Formel $(Ca_{0,93}\ Mn_{0,04}\ Fe_{0,025}\ Mg_{0,005})\ CO_3$.

2. Eine *Silikatmarmorscholle,* mehrere Meter verfolgbar, tritt nur an einer Stelle im Zentrum der aufgeschlossenen Lagerstätte zutage. Die Verbandsverhältnisse zum Umgebungsgestein sind durch Verwitterung und Vegetation einer Untersuchung nicht mehr zugänglich.

Der Mineralbestand unterscheidet sich deutlich von dem des kalkspatreichen Pyroxenfelses: Calcit (bis 70 Gew.%), Pyroxen, Granat, Quarz und untergeordnet Apatit bauen das magnetitfreie Gestein auf. Folgende Paragenesen wurden beobachtet:

Cc + KPx ± Granat
Cc + Granat ± Q
Cc + Q ± KPx.

Der Calcit enthält im Schnitt 1,7 Gew.% MnO, 0,7 Gew.% FeO und 0,1 Gew.% MgO, das entspricht einer Formel

$(Ca_{0,96}\ Mn_{0,025}\ Fe_{0,01}\ Mg_{0,005})\ CO_3$.

Im Calcit eingewachsen finden sich häufig kleine gerundete Quarzkörner. Sie besitzen keinen beobachtbaren Reaktionssaum zum Calcit. Die Klinopyroxene (Reihe Diopsid–Hedenbergit) sind in ihrem

---

Abb. 2a: Pyroxen – Magnetit Myrmekit und sogenannte „Tripelpunktkorngrenzen" zwischen Klinopyroxenen. Magnetit: schwarz, Klinopyroxen: grau, Quarz: weiß; Bildlänge entspricht 1,1 mm.

Abb. 2b: Pyroxen – Magnetit Myrmekit mit deutlicher Vergröberung gegen den Randbereich hin. Magnetit: schwarz, Klinopyroxen: grau, Quarz: weiß; Bildlänge entspricht 1,1 mm.

Abb. 3: Unvollständig geschlossene Quarzsäume um Magnetit. Magnetit: schwarz, Klinopyroxen: grau, Quarz: weiß; Bildlänge entspricht 2 mm.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

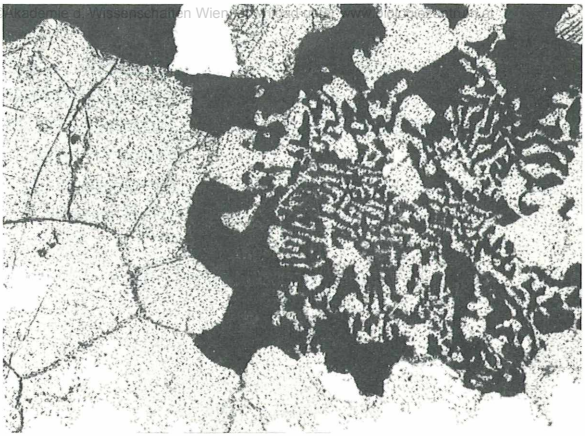


Abb. 2a

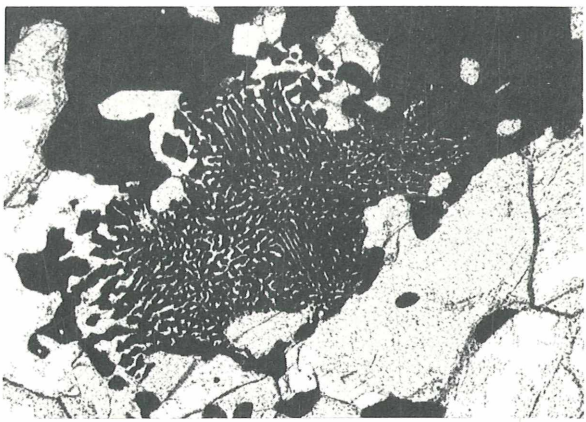


Abb. 2b

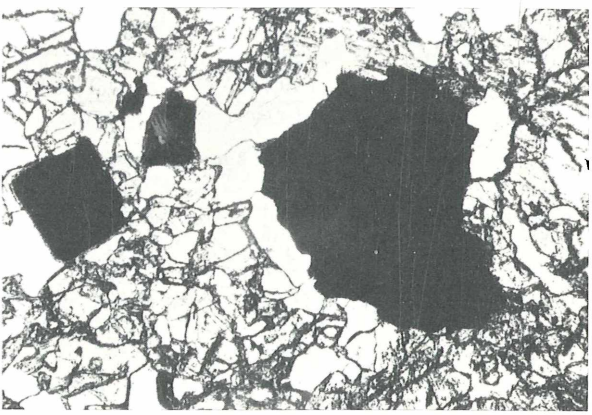


Abb. 3

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Chemismus recht homogen, der CaO-Gehalt schwankt am stärksten (Tab. 1/2); ihr durchschnittlicher Molquotient Fe/(Fe +Mg) beträgt 0,57. Diese Pyroxene sind wesentlich eisenärmer als die des Hauptgesteins und weisen ebenfalls keinen Zonarbau auf.

Granat ist in der Regel idiomorph, er neigt zu Agglomeration. Die Korngröße schwankt um mehrere Zehntelmillimeter. Der Chemismus ist homogen (Analyse in Tab. 3/2).

Aus der Analyse ergibt sich folgende Formel (bezogen auf 8 Kationen):

$(Ca_{1,31}\ Mn_{0,93}\ Fe_{0,73}\ Mg_{0,03})_{3,00}(Al_{1,88}\ Fe_{0,12})_{2,00}\ Si_{3,00}\ O_{12}$;

in Mol.% berechnet:

Alm. 24,1, Spess. 30,9, Py. 1,1, Gross. 38,1, Andr. 5,8.

Die Gitterkonstante wurde mit Bleinitrat als internem Standard (SWANSON *et al.*, 1955) mittels Pulverdiffraktometrie gemessen:

$a_0 = 11{,}710 \pm 0{,}004$ Å.

Apatit tritt nur in sehr kleinen Kriställchen auf, er konnte nur mittels EMS identifiziert werden.

Tabelle 3: Granat-EMS-Analysen.

	1 [5] Kern		1 [3] Rand		2 [5]		3 [8]	
SiO_2	37,21		37,08		37,55		35,74	
Al_2O_3	18,72		17,90		20,01		0,17	
Fe_2O_3	3,60		4,55		1,93		31,22	
FeO	17,44		24,77		10,87		1,48	
MnO	11,36		6,09		13,70		0,60	
MgO	0,15		0,23		0,27		< 0,01	
CaO	11,85		9,59		15,36		30,94	
Na_2O	< 0,01		< 0,01		< 0,01		0,02	
	100,33		100,21		99,69		100,18	
			Verrechnung auf 8 Kationen:					
Si	3,004		3,024		3,000		3,02	
Al	1,781	2,000	1,721	2,000	1,884	2,000	0,02	2,00
Fe^{III}	0,219		0,279		0,116		1,98	
Fe^{II}	1,177		1,689		0,726		0,12	
Mn	0,777		0,421		0,927		0,05	
Mg	0,018	2,997	0,028	2,976	0,032	3,000	< 0,01	2,981
Ca	1,025		0,838		1,315		2,81	
Na	< 0,001		< 0,001		< 0,001		0,001	

Ti, Cr und K unterhalb der Nachweisgrenze (≤ 0,01 Gew.-%).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tabelle 3 (Fortsetzung):

	4a [2] Kern		**4a** [3] Rand		**4b** [3]		**5** [3]	
SiO_2	37,48		37,55		37,02		37,53	
Al_2O_3	18,97		19,97		18,64		20,09	
Fe_2O_3	3,49		2,00		4,05		2,34	
FeO	28,08		31,73		29,36		17,62	
MnO	1,47		0,59		2,37		4,76	
MgO	4,19		5,20		3,66		0,25	
CaO	6,06		2,57		4,29		17,39	
Na_2O	< 0,01		< 0,01		0,20		< 0,01	
	99,74		99,61		99,59		99,98	
			Verrechnung auf 8 Kationen:					
Si	3,00		3,00		2,996		2,98	
Al	1,79	2,00	1,88	2,00	1,778	2,000	1,88	2,01
Fe^{III}	0,21		0,12		0,222		0,13	
Fe^{II}	1,88		2,12		2,012		1,18	
Mn	0,10		0,04		0,162		0,32	
Mg	0,50	3,00	0,62	3,00	0,442	3,004	0,03	3,01
Ca	0,52		0,22		0,372		1,48	
Na	< 0,01		< 0,01		0,016		< 0,01	

Ti, Cr und K unterhalb der Nachweisgrenze (≤ 0,01 Gew.-%).
4a: Granate aus dem cummingtonitführenden Gestein;
4b: Granat aus dem Almandin-Biotitschiefer.

3. Derber *Andraditfels* mit Begleitgesteinen (Pyroxenfels und Amphibolfels mit vereinzelten groben Pyroxenen) steht im Randbereich des aufgeschlossenen Lagerstättenareals an. Er besteht aus nahezu reinem Andradit (Tab. 3/3) mit einer gegen Bleinitrat gemessenen Gitterkonstante von a_o = 12,039 ± 0,003 Å (im Vergleich dazu die neu gemessene Gitterkonstante des Andradites von Hartenstein – vgl. SCHARBERT, 1966 – mit a_o = 12,024 ± 0,003 Å). Der Chemismus ist sehr homogen, Zonarbau wurde nicht beobachtet. Die Kationenverrechnung der Durchschnittsanalyse ergab unter der Annahme von zweiwertigem Mangan, daß maximal 95 % des Gesamteisens formal dreiwertig vorliegt. Die Formel, auf 8 Kationen berechnet, lautet:

$(Ca_{2,81}\ Mn_{0,05}\ Fe_{0,12})_{2,98}(Fe_{1,98}\ Al_{0,02})_{2,00}\ Si_{3,02}\ O_{12}$.

Der MgO-Gehalt liegt unter 0,01 Gew.%. Die Farbe (makroskopisch) des Andradites ist einheitlich tief braunrot, ähnlich der des Andradites aus dem Hartensteiner Marmor (SCHARBERT, 1966).

Im Granat und in feinen Gesteinsrissen findet sich Calcit, der im Mittel 0,5 Gew.% FeO und 0,15 Gew.% MnO enthält (MgO <

0,01 Gew.%). Das entspricht einer Formel $(Ca_{0,99}\ Fe_{0,007}\ Mn_{0,003})\ CO_3$. Die Calcite innerhalb eines Granatkornes sind zueinander orientiert eingewachsen (gemeinsame Auslöschung), wobei eine Anordnung der Calcite parallel zu möglichen Granatflächen zu beobachten ist. Neben Calcit tritt lokal angereichert Klinopyroxen (Reihe Diopsid–Hedenbergit) auf. Einander benachbarte Pyroxenkristalle haben gleiche Zusammensetzung, erscheinen jedoch an Mangan (gegenüber pyroxenreicheren Partien) verarmt (Tab. **1/3**). Über den Dezimeterbereich schwankt die chemische Zusammensetzung, besonders das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis; Durchschnittswerte wurden von 0,78 bis 0,92 ermittelt. In pyroxenreicheren Partien, weiter weg vom Andradit, sinkt dieser Quotient auf 0,69 ± 0,02, der Mangangehalt steigt an. Diese Pyroxene lassen sich mit denen des erzführenden Hauptgesteins vergleichen. Untergeordnet treten auch Quarz und Magnetit in den pyroxenreichen Partien auf.

Der Andraditfels enthält nur selten kleine Magnetiterzschnüre. Zum Pyroxenfels hin besitzt er eine meist scharfe Grenze.

Im Zusammenhang mit dem östlichen Granatfelsvorkommen (Abb. 1) stehen Pyroxenfelse, die Klinopyroxen (Reihe Diopsid–Hedenbergit), Quarz und Magnetit enthalten. Die Klinopyroxene sind eisenärmer als die des Hauptgesteins, der Fe/(Fe+Mg)-Quotient beträgt im Mittel 0,59 ± 0,02, ein Zonarbau wurde nicht beobachtet (Analyse in Tab. 1/**3 a**). Magnetit und Quarz sind im Gestein gleichmäßig verteilt, der Quarz zeigt jedoch Tendenz zur Hofbildung um Magnetit (vgl. Sonderfall im Hauptgestein). Der Magnetit enthält hier bis zu 0,76 Gew.% MnO und 0,2 Gew.% TiO_2.

Im Aufschlußbereich des westlich gelegenen Granatfelses (Abb. 1) tritt ein mehrere Dezimeter mächtiger Amphibolfels auf. Die Amphibole besitzen aktinolithische Zusammensetzung (nach LEAKE, 1978; vgl. dazu NĚMEC, 1968 a, 1970 a). Quarz und Magnetit (praktisch frei von Mangan und Titan) treten untergeordnet auf. Regellos verteilt sind bis zentimeterlange, reliktische (?) Klinopyroxenleisten erhalten. Die meisten sind geknickt, zerbrochen und partiell in ein mikroskopisch nicht mehr auflösbares Mineralgemenge umgewandelt. EMS-Anlysen zeigen sehr homogenen Chemismus, nur die Streuung der CaO-Werte (22,51 ± 1,27 Gew.%) ist deutlich größer als die Sondenmeßgenauigkeit. Die Klinopyroxene (Reihe Diopsid–Hedenbergit) weisen einen Fe/(Fe+Mg)-Quotienten von 0,46 ± 0,01 auf; sie sind fast frei von Aluminium und sind die eisenärmsten im aufgeschlossenen Lagerstättenbereich (Tab. 1/**3 b**).

4. Im Südteil des Lagerstättenareals (Abb. 1) stehen *Gneise* und *Glimmerschiefer*, teilweise in Wechsellagerung (Aufschlußverhältnisse schlecht) mit den Lagerstättengesteinen, an.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Im Aufschlußbereich des östlichen Andraditfelses ist ein Gestein eingelagert, das aus etwa zwei Drittel Quarz besteht, daneben enthält es Calcit und Magnetit. Vereinzelt führt es Relikte von Cummingtonit. Dieser ist jedoch großteils in ein feinstrahlig-filziges Mineral (möglicherweise Tremolit) und in Limonit umgewandelt, besonders im Zusammenhang mit Calcit.

Im westlichsten Lagerstättenteil ist im Schurf nahe der Straße ein Granat-Quarz-Gestein aufgeschlossen, das partienweise gut erhaltenen Cummingtonit führt. Die vorwiegend idiomorphen Granate sind zonar gebaute (kontinuierlich, symmetrisch) Almandine (Angaben in Mol.%):

Kern: Alm. 62,7, Spess. 3,3, Pyr. 16,7, Gross. 6,8, Andr. 10,5;

Rand: Alm. 70,7, Spess. 1,3, Pyr. 20,7, Gross. 1,3, Andr. 6,0.

Anlysen sind in Tabelle 3/4**a** gegeben.

Der Cummingtonit, Korngröße bis 1 mm, ist vereinzelt grob verzwillingt, sein Chemismus ist homogen, Zonarbau konnte nicht beobachtet werden. Eine EMS-Durchschnittsanalyse ist in Tabelle 5/**4** gegeben. Daraus ergibt sich ein auf 23 Sauerstoffe berechneter Kationenanteil:

$(Na_{0,05}\ Ca_{0,09})_{0,14}(Mg_{3,77}\ Fe_{3,22}\ Mn_{0,01})_{7,00}(Si_{7,81}\ Al_{0,17})_{7,98}$.

Aus westmährischen Skarngesteinen beschreibt NĚMEC (1971) ebenfalls Grunerit-Cummingtonit. Dieser ist jedoch deutlich eisenreicher, weiters reicher an Mangan und Calcium und ärmer an Magnesium.

In unmittelbarer Umgebung des Granat-Quarz-Cummingtonit-Gesteins setzt ein Zug von Almandin-Biotitschiefern ein, der ca. 30 Meter weit in den Lagerstättenbereich hinein verfolgbar ist. Das Gestein ist stark geschiefert, die Korngröße schwankt um 1 mm. Der Granatgehalt liegt zwischen 5 und 30 Vol.%. Neben dem dominierenden Biotit treten Quarz und untergeordnet Plagioklas auf.

Der Almandin ist schwach zonar, mit folgender molarer Zusammensetzung (Analyse in Tab. 3/**4b**):

Alm. 67,5, Spess. 5,3, Pyr. 14,7, Gross. 1,0, Andr. 11,5.

Die Granate sind bezüglich ihrer Zusammensetzung mit denen der Cummingtonit führenden Gesteine vergleichbar. Der mengenmäßig dominierende Biotit besitzt homogenen Chemismus, der molare Anteil an Annit beträgt im Mittel 55,4 %; ein Zonarbau wurde nicht beobachtet. Eine Analyse ist in Tabelle 4 gegeben. Während Biotit im Bereich des Kottauner Arzberges nur in den Almandin-Biotitschiefern gefunden wurde, gibt NĚMEC (1969) Biotite aus einer ganzen Reihe von Skarngesteinen Westmährens an. Dementsprechend variieren auch die Zusammensetzungen. Die Biotitdurchschnittsanalyse (Kottaun) ent-

Tabelle 4: Biotitanalyse (Mittelwert aus 5 EMS-Analysen).

	4b [5]
SiO_2	34,97
Al_2O_3	19,51
TiO_2	1,80
FeO	19,71
MnO	0,04
MgO	8,89
CaO	0,01
Na_2O	< 0,01
K_2O	9,54
	94,47

spricht am ehesten den Analysen aus dem Cummingtonit-Biotit-Skarn und den Biotitanalysen aus den Gneisen der Skarnhülle (ČSSR) (NĚMEC, 1969).

5. Vor allem durch jüngere diskordante *pegmatoide Ganggesteine* (Hauptbestandteile: Quarz, Albit-Oligoklas, Mikroklin; Grossular-Almandin-Granat und stellenweise tief dunkelgrüne, ferro-pargasitische Hornblende) wurde der Mineralbestand der Lagerstättengesteine verändert. In der Umgebung der bis zu einem Meter mächtigen Gangscharen kam es zu einer deutlichen Kornvergröberung (bis in den Zentimeterbereich), zu lokalen Verquarzungen und zu Mineralumwandlungen.

Die Pyroxene des Hauptgesteins sind partiell in Ferro-Aktinolith, in ferro-aktinolithische Hornblende, selten auch in ferro-edenitische Hornblende (nach LEAKE, 1978) umgewandelt (Tab. 5/**5a**). Die Umwandlungsformen reichen von feinen, parallel zur z-Richtung der Pyroxene verlaufenden Kriställchen bis zur massiven Neusprossung, offenbar in Abhängigkeit von der Pegmatitnähe. In diesen Gesteinen wurde kein Magnetit beobachtet, es scheint möglich, daß sein Stoffbestand in die Amphibole einwanderte. Das Titan für eine sehr lokal beobachtbare Titanitneubildung dürfte ebenfalls aus dem Magnetit stammen.

Die Granate (Almandin-Grossular) des Hauptgesteins sind großteils erhalten, nur in Bereichen extrem starker Umwandlungen bildeten sich mehrere Zehntelmillimeter dicke Säume ferro-pargasischer Hornblenden, kleinere Granatkörner wurden vollständig umgewandelt (Tab. 5/**5b**).

In der unmittelbaren Umgebung kleinerer Quarzgänge finden sich zentimetergroße Ferro-Aktinolithe, häufig auch ferro-aktinolithische

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

und ferro-pargasitische Hornblenden, meist mit deutlichem, kontinuierlichem Zonarbau (Tab. 5/**5c**).

Auch aus den Skarnen Westmährens sind zum Teil mineralreiche Pegmatite bekannt (z. B. bei Líšná); eine Beschreibung gibt STANĚK (1977).

Abschätzungen der Metamorphosebedingungen

Obwohl aus den Beobachtungen klar ersichtlich ist, daß zwischen den Mineralphasen im Zentimeterbereich häufig keine chemische Äquilibrierung herrscht, sollen zur groben Abschätzung der Metamorphosebedingungen mögliche Teilgleichgewichte im kleinen Bereich aus den Mineralgesellschaften des Hauptgesteins herangezogen werden.

Es erscheint wichtig, daß einerseits in den karbonatreichen Partien kein Wollastonit beobachtet wurde und andererseits Fayalit, der beispielsweise im Skarn von Riekensglück/Harz (RAMDOHR, 1927; ABRAHAM und SCHREYER, 1973) oder auch im Skarn von Županovice

Tabelle 5: Amphibol-EMS-Analysen.

	4 [7]		**5a** [2]	
SiO_2	51,95		53,22	
TiO_2	0,03		< 0,01	
Al_2O_3	0,96		1,15	
FeO	25,60		22,30	
MnO	0,09		1,27	
MgO	16,85		7,98	
CaO	0,58		11,49	
Na_2O	0,16		0,27	
K_2O	0,02		0,08	
	96,24		97,76	
	Verrechnung auf 23 Sauerstoffe:			
Si	7,808	7,978	8,015	
$Al^{[4]}$	0,170		–	
$Al^{[6]}$	–		0,204	4,966
Ti	0,003	7,007	< 0,001	
Fe	3,218		2,809	
Mn	0,011		0,162	
Mg	3,775		1,791	
Ca	0,093	0,140	1,854	1,933
Na	0,047		0,079	
K	< 0,001		0,015	

Cr ≤ 0,01 Gew.-%.
5a: Umwandlungsprodukt eines Klinopyroxens (Tab. 1, **5**).

Tabelle 5 (Fortsetzung):

	5b [3]	**5c** [4] Kern	**5c** [4] Rand
SiO_2	41,37	47,89	44,15
TiO_2	0,09	0,09	0,34
Al_2O_3	12,86	3,46	6,52
FeO	23,75	26,37	28,65
MnO	0,61	1,00	0,98
MgO	5,01	6,56	4,94
CaO	11,51	11,26	11,42
Na_2O	1,10	0,64	0,96
K_2O	1,32	0,05	0,10
	97,62	97,32	98,06
	Verrechnung auf 23 Sauerstoffe:		
Si	6,43 } 8,00	7,47 } 8,00	6,92 } 8,00
$Al^{[4]}$	1,57	0,53	1,08
$Al^{[6]}$	0,79	0,10	0,12
Ti	0,01	0,01	0,04
Fe	3,09 } 5,13	3,44 } 5,20	3,76 } 5,20
Mn	0,08	0,13	0,13
Mg	1,16	1,52	1,15
Ca	1,92 } 2,00	1,88 } 2,00	1,92 } 2,00
Na	0,08	0,12	0,08
Na	0,25	0,07	0,21
K	0,26	0,01	0,02

Cr ≤ 0,01 Gew.-%.
5b: Umwandlungsprodukt eines Grossular-Almandins (Tab. 3, **5**).
5c: Amphibolneubildung im Zusammenhang mit pegmatoiden Gängen.

(NĚMEC, 1971, 1975) beschrieben wird, auch bei geeigneten (vorliegenden) Chemismen nicht auftritt. Damit ist eine Temperaturabgrenzung nach oben hin gegeben (HARKER und TUTTLE, 1956; GREENWOOD, 1967; WONES und GILBERT, 1969; HELGESON *et al.*, 1978; HEWITT, 1978).

Für das Stabilitätsfeld der Mineralgesellschaft Hedenbergit + Magnetit + Quarz ergeben sich – nach TAYLOR und LIOU (1978) – Temperaturgrenzen von 500 bis ca. 675°C (bei einem p_{fluid} von 2 kbar) und eine Sauerstoffugazität von -20 ± 3 (log f_{O_2}, in bar).

Bezüglich einer Temperaturabgrenzung nach unten hin kann zusätzlich das Fehlen von Ilvait angeführt werden, dessen Stabilitätsfeld nach oben in Abhängigkeit vom Sauerstoffpartialdruck bei Temperaturen zwischen 400 und 500° C endet (GUSTAFSON, 1974):

$$\text{Ilvait} + O_2 \rightarrow \text{Hedenbergit} + \text{Magnetit} + H_2O.$$

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

In diesem Zusammenhang erscheint es interessant, daß sich unter Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzungen der an den Klinopyroxen-Magnetit-Myrmekiten beteiligten Mineralphasen (bei einem Volumsverhältnis Klinopyroxen Magnetit von 3 2) eine Pauschalzusammensetzung ergibt, die dem Chemismus des Ilvaites mit Ausnahme des Oxidationszustandes des Eisens sehr ähnlich ist (vgl. BERAN und BITTNER, 1974; HAGA und TAKÉUCHI, 1976). EMS-Analysen der Myrmekitminerale gibt Tabelle 6. Diese Umwandlung des Ilvaites zu Hedenbergit und Magnetit kann jedoch nur bei oxidativer Metamorphose ablaufen. Mengenmäßig spielt dies jedoch keine große Rolle, da die Myrmekitbereiche sehr klein sind.

Sollten sich die Myrmekite tatsächlich auf Ilvaite zurückführen lassen – der hohe Eisengehalt der Pyroxene spricht dafür (Tab. 6) –, so sind nach GUSTAFSON (1974) 430 ± 20° C als minimale Metamorphosetemperaturen (bei der oben angeführten Sauerstoffugazität) für den Bereich der Myrmekite anzusehen.

In den karbonatreichen Partien des Hauptgesteins findet sich unter anderem die Mineralassoziation Quarz + Calcit + Magnetit. Dafür ergeben sich nach TAYLOR und LIOU (1978) Maximaltemperaturen von ca.

Tabelle 6: EMS-Analysen der Myrmekit-Minerale (Klinopyroxen, Magnetit); Vergleich mit Ilvaitanalysen aus der Literatur.

			Ilvaitanalysen		
	KPx **1a** [8]	3 KPx + 2 Mt	HAGA & TAKÉUCHI (1976)	BERAN & BITTNER (1974)	theoretisch
SiO_2	47,6	28,6	29,75	28,9	29,36
Al_2O_3	0,5	0,3	0,08	0,4	–
Fe_2O_3	–	27,6	21,12	–	19,55
FeO	26,2	28,0	31,48	51,9	35,20
MgO	0,9	1,6	3,43	0,6	–
MnO	2,5	0,5	0,19	0,3	–
CaO	22,0	13,2	13,44	13,6	13,69
	99,7	99,8	99,49	95,7	97,80

	Mt **1a** [10]
Fe_2O_3	68,9
FeO	30,8
MnO	0,3
	100,0

Ti, Cr und Alkalien unterhalb der Nachweisgrenze (≤ 0,01 Gew.-%).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

570° C bei einer Sauerstoffugazität von ca. −20 (log f_{O_2}, in bar) und niedrigem CO_2-Partialdruck. Mit steigender Metamorphosetemperatur und steigender Sauerstoffugazität kommt es zur Bildung von Andradit. Eine Mineralassoziation Andradit + Calcit (± Magnetit) tritt im Randbereich des Aufschlußbereiches auf. Dafür ergeben sich nach TAYLOR und LIOU (1978) Metamorphosetemperaturen von ca. 550 bis 675° C bei einer etwas höheren Sauerstoffugazität von −15 ± 3 (log f_{O_2}, in bar) (vgl. auch GUSTAFSON, 1974). Dieser Befund kann ein Hinweis dafür sein, daß die Sauerstoffugazität in der Randzone und im Kernbereich geringfügig unterschiedlich waren. Aus der Mineralgesellschaft Andradit + Hedenbergit + Calcit (Andraditfels) sind Temperaturgrenzen von 625 bis 675° C ableitbar.

Auch eine Abschätzung des CO_2-Partialdruckes ist mittels der letztgenannten Mineralassoziationen nach TAYLOR und LIOU (1978) möglich. Für die Minimaltemperatur von 550° C ist ein Minimalwert X_{CO_2} aus dem Diagramm (l. c. p. 386) von ca. 0,3 (p_{fluid} = 2 kbar) ablesbar. Nach Fig. 6 der gleichen Arbeit sind für alle Mineralassoziationen Grenzwerte des CO_2-Partialdruckes von ca. 0,2 bis 0,5 wahrscheinlich (bei einem p_{fluid} von 2 kbar und einer Sauerstoffugazität von −18,5, log f_{O_2}, in bar). Vergleichbare Daten ergeben sich auch aus der Arbeit von MÜLLER (1973).

Im Zusammenhang mit den Lagerstättengesteinen ist der Metamorphosegrad der Gneise und Glimmerschiefer innerhalb des aufgeschlossenen Areals von Interesse:

In der Mineralassoziation Almandin-Quarz-Cummingtonit ergeben sich nach SCHÜRMANN (1967) Bildungstemperaturen für einen Cummingtonit mit ca. 45 Mol.% Grüneritkomponente (Analyse in Tab. 5/4) von ca. 600° C (für p_{H_2O} = 1000 bar, p_{CO_2} = 80 bar). Maximale Bildungstemperaturen lassen sich nach POPP *et al.* (1977) mit ca. 730° C (Fa-Mt-Q-Buffer) angeben. Vergleichbare Daten ergeben sich auch aus der Arbeit von CAMERON (1975).

Die Molquotienten Fe/(Fe + Mg) betragen für Almandin (Analysen in Tab. 5/4 a Rand) 0,78 und für den Cummingtonit (Analyse in Tab. 5/4) 0,46. Etwa vergleichbare Werte gibt NĚMEC (1971) für die Mineralassoziation Almandin + Cummingtonit + Biotit in westmährischen Skarngesteinen.

Eine größere Verbreitung im Lagerstättenareal besitzt der Almandin-Biotitschiefer. Almandin hat nach HSU (1968) einen großen Stabilitätsbereich, der von ca. 550° C, bei hoher Sauerstoffugazität bis 800° C und darüber hinaus reicht (p_{fluid} = 2 kbar). Das Stabilitätsfeld wird durch charakteristische Mineralparagenesen vor allem gegen tiefere Temperaturen und gegen höhere Sauerstoffugazität hin abgegrenzt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Keine dieser darin genannten, charakteristischen Minerale (z. B. Eisen-Chlorite oder Fayalit) konnten bisher in den Lagerstättengesteinen aufgefunden werden.

Für Biotit ergeben sich Stabilitätstemperaturen nach WONES und EUGSTER (1965) bei der im Lagerstättenbereich in Frage kommenden Sauerstoffugazität von -18 ± 3 (log f_{O_2}, in bar) von ca. 550 bis 700° C.

Nur unter der Voraussetzung einer Äquilibrierung zwischen Almandin und Biotit können Temperaturabschätzungen aus der Eisen-Magnesium-Verteilung zwischen diesen Mineralen nach FERRY und SPEAR (1978) durchgeführt werden. Aus den Almandin- (Tab. 3/**4 b**) und Biotitanalysen (Tab. 4/**4 b**) läßt sich ein $\ln K = \ln [(Mg/Fe)_G/(Mg/Fe)_B]$ von $-1{,}4$ errechnen, daraus ergeben sich 690° C als Stabilitätstemperatur ($p = 2{,}07$ kbar).

Aus all den Metamorphosegrad-Abschätzungen, wobei höchstens Teilgleichgewichte berücksichtigt werden konnten, ist die letzte Metamorphose in Amphibolitfacies erfolgt (WINKLER, 1979).

Aus Ortsbildern und Dünnschliffuntersuchungen geht hervor, daß Mineralumbildungen (Hedenbergit → Ferro-Aktinolith, Almandin → ferropargasitische Hornblende) offenbar nur durch spätere Pegmatiteinflüsse bewirkt worden sind. Für die Titanit-Neubildung in den umgewandelten Gesteinen lassen sich nach SCHUILING und VINK (1967) Bildungstemperaturen zwischen 350 und 500° C nur grob abschätzen. Da diese Mineralumbildungen lokal abgrenzbar sind und keineswegs den ganzen Lagerstättenkörper umfassen, muß nur mit dem Einfluß eines erhöhten Wasserdampfpartialdruckes gerechnet werden.

Aus der Kombination von Befunden anderer Arbeiten (NAESER und FAUL, 1969; KOLLER und GÖTZINGER, 1973; VARTANIAN, 1975; SCHARBERT, 1977) läßt sich ableiten, daß die variscische Metamorphose in der östlichen Böhmischen Masse offenbar nicht die Intensität der oben beschriebenen Metamorphose erreicht hat. Somit könnte spätestens die kaledonische Metamorphose die nunmehr vorliegenden Mineralgesellschaften des Magnetitvorkommens Kottaun-Arzberg bewirkt haben (vgl. auch VEJNAR, 1971).

Die Frage nach dem Ausgangsgestein

„Wenn zwei Erzlagerstätten in Umwelt, Form und Mineralinhalt ± gleich oder weitgehend ähnlich sind, aber zu ganz verschiedenartigen Bildungsabfolgen gehören, liegt offensichtlich eine Konvergenzerscheinung vor" (SCHNEIDERHÖHN, 1953).

Diese Problematik tritt dort in den Vordergrund, wo die Frage nach der Entstehungsgeschichte von Skarnlagerstätten im Sinne des heutigen,

weiter gefaßten Begriffsgebrauches gestellt wird: Der Name „*Skarn*" soll nach SMIRNOV (1970) von TÖRNBOHM im Jahre 1880 für Eisenlagerstätten Schwedens eingeführt worden sein. Nach GOLDSCHMIDT (1911) bedeutet der schwedische Bergmannsausdruck „Skarn" soviel wie „Unrat" GOLDSCHMIDT verwendet den Begriff für „alle Kalkeisensilikatfelse, die durch Kontaktmetamorphose aus Kalkstein entstanden sind. . die Skarnbildung aus Kalkstein findet unter Zufuhr von Kieselsäure und Eisen statt". SCHNEIDERHÖHN (1941) unterscheidet innerhalb der „Kontaktpneumatolytischen Verdrängungslagerstätten" die „Kontaktpneumatolytischen Magnetit- und Eisenglanzlagerstätten" und die „Fennoskandischen Skarnerze und ähnliche Bildungen in den alten Schilden anderer Gegenden" In den „Kurzvorlesungen" stellt SCHNEIDERHÖHN (1955) die „Skarnerze" Mittelschwedens zur „Metamorphen Abfolge", da eine sichere Zuordnung zu den Kontaktlagerstätten durch Regionalmetamorphose(n) nicht mehr möglich ist. Nach PETRASCHECK (1961) gehören zu den typischen Bildungen der Kontaktpneumatolyse die Skarngesteine: „Kalksilikatfelse, welche als Umwandlungsprodukte von Kalk und Dolomit oft zusammen mit Kontakterzen auftreten". SEMENENKO (1964) gibt eine Genese und eine Klassifikation der Skarne, wobei die Entstehung durch Kontaktmetamorphose außer Zweifel steht. Auch SMIRNOV (1970) erklärt die Entstehung der Skarnlagerstätten als metasomatische Bildungen an Intrusivkontakten mit Kalkdolomitgesteinen. Er weist jedoch auf die Arbeit von KORZHINSKIJ (1945) hin, worin auch „Skarnoide", „Nebenskarne" und „skarnartige, genetisch unbestimmbare Gesteine" unterschieden werden.

FRIETSCH (1977) trennt gemäß GEIJER und MAGNUSSON (1952a, 1952b) Regionalmetamorphe Skarne (Internreaktionen zwischen Eisen-, Silikat- und Karbonatmineralen sedimentär angelegter Lagerstätten) von echten Pyrometasomatischen Lagerstätten (bei denen Eisen, Magnesium und Silicium durch Metasomatose den schon vorher existenten sedimentären Eisenerzen oder Kalk-Dolomitgesteinen zugeführt worden ist). Es werden demnach „*reaction skarns formed by internal reaction and primary skarns formed by replacement*" unterschieden. Diese Bezeichnungsweise ist sicherlich sehr zutreffend.

DOBRETSOV (1968), MIKHAYLOV und KRYLOVA (1978) geben chemische Kriterien für Pyroxene verschiedener Paragenesetypen. Für den Pyroxen des Hauptgesteins ergeben sich (Fe +Mn)/(Mg +Fe +Mn)-Molquotienten (f'-Wert, in %) von 80 ± 9, für die Pyroxene des Kalkmarmors und der Umgebungsgesteine der Granatfelse f'-Werte von 60 ± 3. Der höhere Wert entspricht nach DOBRETSOV (1968) dem der Pyroxene polymetallischer (Sulfid-)Skarne, der niedrigere dem der iron formation. In der graphischen Darstellung (l. c. p. 369) liegen die Werte

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

zwischen den Feldern der polymetallischen (Sulfid-)Skarne und denen der iron formation sowie innerhalb der Felder der Pyroxen-Hornfelse und der Eisen-Kontaktskarne. Eindeutige Ergebnisse lassen sich daraus im gegebenen Fall nicht ableiten. In Fig. 2 (l. c. p. 49) der Arbeit von MIKHAYLOV und KRYLOVA (1978) fallen die Projektionspunkte der Kottauner Pyroxene aufgrund ihres niedrigen Aluminium- und ihres hohen Eisengehaltes eindeutig in das Feld der Pyroxene kristalliner Schiefer.

HEGEMANN und ALBRECHT (1954) sowie SHCHEKA *et al.* (1978) führen Spurenelementverteilungen in Magnetiten in Abhängigkeit von der Entstehung an. In Tab. 2 sind die Gehalte von sechs Elementen (Al, Mg, Ti, Mn, Cr, V) als Mittelwerte von 37 EMS-Messungen gegeben; der Vanadium-Wert wurde durch flammenlose AAS-Messungen bestimmt (Analytiker: Dr. F. KOLLER). Das Verteilungsmuster dieser sechs Elemente läßt sich mit keinem der zehn genetisch wichtigen Magnetit-Typen (nach HEGEMANN und ALBRECHT, 1954) gut vergleichen. Nach SHCHEKA *et al.* (1978) gehören die Kottauner Magnetite aufgrund ihrer Elementverteilung zu den Skarnen im allgemeinen.

Im folgenden soll nun versucht werden, ein neues Kriterium zur Beurteilung bezüglich der Ausgangsgesteine und Genese der Skarnlagerstätten hervorzuheben, welches möglicherweise eine Unterscheidung zwischen „internal reaction skarns" und „primary skarns" (GEIJER und MAGNUSSON, 1952a, 1952b; FRIETSCH, 1977) zuläßt. Aussagen über *Chemismushomogenität oder -inhomogenität von Mineralkörnern* gleicher Art nebeneinander sind praktisch erst durch den großzügigen Einsatz der Elektronenstrahl-Mikrosonde ermöglicht worden. Neben der genauen Bestimmung eines Zonarbauverlaufes erscheint die Feststellung der Chemismusvariabilität einer Mineralart innerhalb eines Vorkommens (einer Lagerstätte oder eines geologischen Körpers) von weitreichender Bedeutung zu sein.

MIKHAYLOV und KRYLOVA (1978) weisen auf den immer wieder auftretenden Zonarbau von Klinopyroxenen in Kontaktskarnen hin sowie auch auf die Zonierung des Skarnkörpers selbst (vgl. dazu auch KORZHINSKIJ, 1970; SHAY, 1975; KERRICK, 1977).

Eigene EMS-Messungen an Klinopyroxenen der Skarnlagerstätte Rio Marina auf Elba, wo nach BODECHTEL (1965) der Ostelbaner Granit zwar nicht als Erzbringer, wohl aber als Mobilisator gewirkt hat, ergaben deutlichen Zonarbau der Hedenbergite (Proben von der Steilwand an der Uferstraße oberhalb des Hafens von Rio Marina; Institutsexkursion, 1977). Traversen vergleichbarer Zonarbaue mehrerer Mineralkörner (besondes im Randbereich, auch im Kern) zeigen sehr homogene Zusammensetzungen, die klar innerhalb der Meßgenauigkeit der EMS

liegen (Tab. 7). Daraus kann geschlossen werden, daß die Lösungen während der Mobilisationsphase sich einerseits kontinuierlich veränderten und damit einen Zonarbau bewirkten, andererseits gegen Ende der Hedenbergitkristallisation chemisch einheitliche Kristalle (Kristallsäume) erbrachten.

Demgegenüber variieren die Chemismen der Klinopyroxene aus den schichtigen Andraditlagen (die nicht von einem Kontaktskarn, „primary skarn", abzuleiten sind) im Hartensteiner Marmor (niederösterreichisches Moldanubikum) (vgl. SCHARBERT, 1966) nach eigenen EMS-Messungen recht stark (vgl. auch HUCKENHOLZ und YODER, 1971), weiters liegt auch ein schwacher Zonarbau vor (Analysen in Tab. 7).

Daß in Sedimenten bzw. bei der Bildung sedimentärer Eisenlagerstätten große chemische Inhomogenitäten vorkommen und daß diese Unterschiede in der Mineralzusammensetzung auch nach der Diagenese (und Metamorphose) erhalten bleiben, geht sowohl aus den Arbeiten von PUCHELT (1973) über die rezente Eisenlagerstättenbildung der Insel Santorin als auch aus den Arbeiten von BERAN (1979a, 1979b) über Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone hervor. In beiden Fällen treten erhebliche Chemismusschwankungen im Zentimeterbereich

Tabelle 7: Klinopyroxen-EMS-Analysen: Rio Marina (Elba), Hartenstein (NÖ), Kottaun-Arzberg.

	Rio Marina Kern	Rio Marina Rand	[24]	
SiO_2	50,35	49,87	50,24	(50)
Al_2O_3	0,24	0,10	0,22	(10)
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,02	(1)
FeO	21,80	23,19	22,66	(50)
MgO	3,50	2,41	3,03	(30)
MnO	0,95	1,25	1,07	(14)
CaO	22,34	22,53	22,68	(43)
Na_2O	0,08	0,09	0,11	(4)
	99,28	99,46	100,03	

Verrechnung auf 4 Kationen:

Si	2,034		2,028	
Al	0,011		0,005	
Cr	0,001		0,001	
Fe	0,737		0,789	
Mg	0,211	1,966	0,146	1,973
Mn	0,033		0,043	
Ca	0,967		0,982	
Na	0,006		0,007	

Ti und K unterhalb der Nachweisgrenze (≤ 0,01 Gew.-%).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tabelle 7 (Fortsetzung):

	Hartenstein Fe-arm (Kern)	Hartenstein Fe-reich (Rand)	[21]		Kottaun-Arzberg [40]		σ EMS
SiO_2	50,27	50,16	50,30	(28)	48,66	(112)	90
Al_2O_3	0,41	0,28	0,39	(10)	0,48	(17)	8
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,02	(1)	< 0,01		1
FeO	19,80	22,76	21,14	(121)	23,76	(222)	30
MgO	4,71	1,49	2,71	(93)	2,95	(138)	16
MnO	3,40	3,47	3,45	(20)	2,19	(42)	10
CaO	21,37	21,56	21,49	(29)	21,28	(92)	22
Na_2O	0,22	0,18	0,21	(3)	0,42	(19)	4
	100,20	99,92	99,71		99,74		

Verrechnung auf 4 Kationen:

Si	2,000		2,044	
Al	0,019		0,013	
Cr	0,001		0,001	
Fe	0,659		0,776	
Mg	0,279	2,001	0,091	1,956
Mn	0,115		0,120	
Ca	0,911		0,941	
Na	0,017		0,014	

Ti und K unterhalb der Nachweisgrenze (≤ 0,01 Gew.-%).

auf, auch von Korn zu Korn der gleichen Mineralart. Diese Befunde sind auch von Mineralchemismen der iron formation (IMMEGA und KLEIN, 1976; FLORAN und PAPIKE, 1978) sowie von Ankeriten und Sideriten des „Lahn-Dill-Typs" und der „Kohleeisenstein-Lagerstätten" bekannt (BERAN, 1979a).

Sowohl bei Silikaten als auch bei Karbonaten (Siderit, Ankerit) sedimentärer Lagerstätten zeigen die Fe/(Fe +Mg)-Molquotienten große Streuungen; zusätzlich werden stark wechselnde Mangan- und Magnesiumgehalte (beispielsweise in Sideriten) als geochemische Indikatoren zur Charakterisierung sedimentärer Lagerstätten herangezogen (DOLEZEL und SCHROLL, 1978).

Wird bei einer Metamorphose eines chemisch inhomogenen Mineralgemenges (Gesteins) die chemische Äquilibrierung nicht erreicht, so bleiben diese chemischen Inhomogenitäten auch im metamorphen Gestein erhalten. Dieser Effekt wird vor allem bei Mineralen mit großem Stabilitätsbereich auftreten. Daraus folgt, daß das Vorliegen chemischer Inhomogenitäten (innerhalb der gleichen Mineralart) in metamorphen Gesteinen ein Hinweis auf deren sedimentäre Entstehung sein kann.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Die untersuchten Klinopyroxene des Magnetitvorkommens Kottaun-Arzberg zeigen deutliche chemische Inhomogenitäten, besonders in der Magnesium-Eisen-Verteilung, von Korn zu Korn, ja sogar innerhalb größerer Mineralkörner (Analysen in Tab. 1 und 7). Es muß somit ein weitgehendes Ungleichgewicht zwischen den Mineralphasen vorliegen. In der Abb. 4 sind zur Verdeutlichung der Chemismusvariabilität der Klinopyroxene die Projektionspunkte in ein Pyroxen-Trapez (DEER *et al.*, 1978) eingetragen.

Diese Befunde können als Argumente für eine rein sedimentäre Anlage des Ausgangsgesteins des Magnetitvorkommens Kottaun-Arzberg gelten („internal reaction skarn"). Bei den Hauptgemengteilen der Gesteine fehlt praktisch jeglicher Zonarbau, wie er als Charakteristikum von Kontaktskarnen gefunden wurde (siehe oben). Auch eine Zonierung dieses kleinen geologischen Körpers ist nicht zu beobachten. Weiters kann die teilweise Wechsellagerung der vererzten Gesteine mit den Paragneisen (Cummingtonit-Führung) der Nebengesteine als Argument für eine sedimentäre Anlage gesehen werden. Diesbezüglich vergleichbare Gesteine wurden auch aus Skarnvorkommen in Westmähren beschrieben (NĚMEC, 1971). Der Kontakt zu den „Hybriden Gföhler Gneisen" (FUCHS und MATURA, 1976) ist im Bereich des Kottauner Arzberges nicht aufgeschlossen. Nach NĚMEC (1975, 1979) liegt dieser Kontakt an möglicherweise vergleichbaren Lagerstätten in der ČSSR meist als tektonische Grenze vor.

Aus all diesen Untersuchungsergebnissen geht hervor, daß die von NĚMEC (1975, 1979) dargestellte Entstehungsauffassung westmährischer Skarne (vorregionalmetamorphe Entstehung der Skarne der Böhmischen Masse durch Hochtemperaturmetasomatose vorwiegend karbonatischer Gesteine durch die Zufuhr juveniler Fluida und Erzlösungen) auf das Magnetitvorkommen Kottaun-Arzberg als nicht übertragbar erscheint. In diesem Zusammenhang erscheint es wesentlich, daß NĚMEC (1968 b, 1971, 1979) die Cummingtonit führenden Gesteine, die wiederholt im Zusammenhang mit Skarnen (auch im Erzgebirge) auftreten, als Produkte einer Regionalmetamorphose aus Siderit-Quarz- oder Greenalit-Quarz-Schichten deutet. Es erscheint jedoch nicht zwingend, daß Cummingtonit führende Gesteine jeweils mit Kontaktskarnen zusammen vorkommen. Zurecht bemerkt NĚMEC (1968 b), daß dieselben Merkmale bei entsprechender chemischer Zusammensetzung der Ausgangsgesteine auch durch eine isochemisch verlaufende Regionalmetamorphose zustande kommen können (l. c. Fußnote auf S. 405).

Die sedimentogene Herkunft der Skarne wurde schon von ZOUBEK (1946) vertreten, eine submarin-pseudohydrothermal-sedimentäre, an basischen Vulkanismus gebundene Entstehung wird von LANGE (1962),

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

KLOMÍNSKÝ und SATTRAN (1963) vorgeschlagen. NĚMEC (1979) führt als Gegenargument die Spurenelementverteilungen in den Skarnen und in sedimentären Eisenerzen an, weiters sei das Vorkommen von Andradit in den Skarnen mit einer sedimentogenen Entstehung unvereinbar. Besonders aus den Arbeiten von HUCKENHOLZ und YODER (1971), GUSTAFSON (1974), TAYLOR und LIOU (1978) geht hervor, daß Andradit jedoch einen sehr großen Stabilitätsbereich besitzt.

Bezüglich der geologischen Situation ist aus den Karten von SUESS und GERHART (1925) sowie FUCHS und MATURA (1976) zu ersehen, daß sowohl das Magnetitvorkommen Kottaun als auch die Skarne von Vranov (Frain an der Thaya) und Županovice (nördlich Weikertschlag) in ausgedehnte Paragesteinsserien eingelagert sind.

Unter der aus Schliffuntersuchungen begründeten Annahme von 87 Vol.% Klinopyroxen, 7 Vol.% Magnetit, 4 Vol.% Quarz und 2 Vol.% Calcit wurde eine Pauschalzusammensetzung der Pyroxenfelse aus Kottaun-Arzberg errechnet. Daraus ergibt sich in Gew.%:

SiO_2	46,5
Al_2O_3	0,5
Fe_2O_3	4,8
FeO	21,8
MgO	2,9
MnO	1,7
CaO	20,0
Na_2O	0,4
CO_2	0,9
	99,5

Diese berechnete Pauschalanalyse läßt sich am ehesten mit Erzanalysen (aus ZITZMANN, 1978) von Županovice (polymetamorphe Skarnlagerstätte), jedoch auch mit Erzanalysen vulkano-sedimentärer Lagerstätten (Lahn-Dill, Lerbach) sowie mit Erzen der Karbonatfacies der iron formation (EICHLER, 1976) vergleichen. Nach KIMBERLEY (1978) sind auch die Lagerstätten des Lahn-Dill-Typs der Gruppe der „Shallow-Volcanic-Platform Iron Formation" zuzuordnen. Möglicher-

Abb. 4: Projektionspunkte von ca. 270 Klinopyroxenanalysen (EMS) im Pyroxentrapez nach DEER *et al.* (1978). Große Signaturen stehen für jeweils 5 Analysepunkte; Signaturen mit Punkt: Gehalt an MnO ≥ 2,5 Gew.-%.

○ Pyroxenfels (vererzt)
▽ Myrmekit-Klinopyroxen
□ KPx aus Silikatmarmor
▲ KPx aus Andraditfels
● KPx aus Amphibolfels

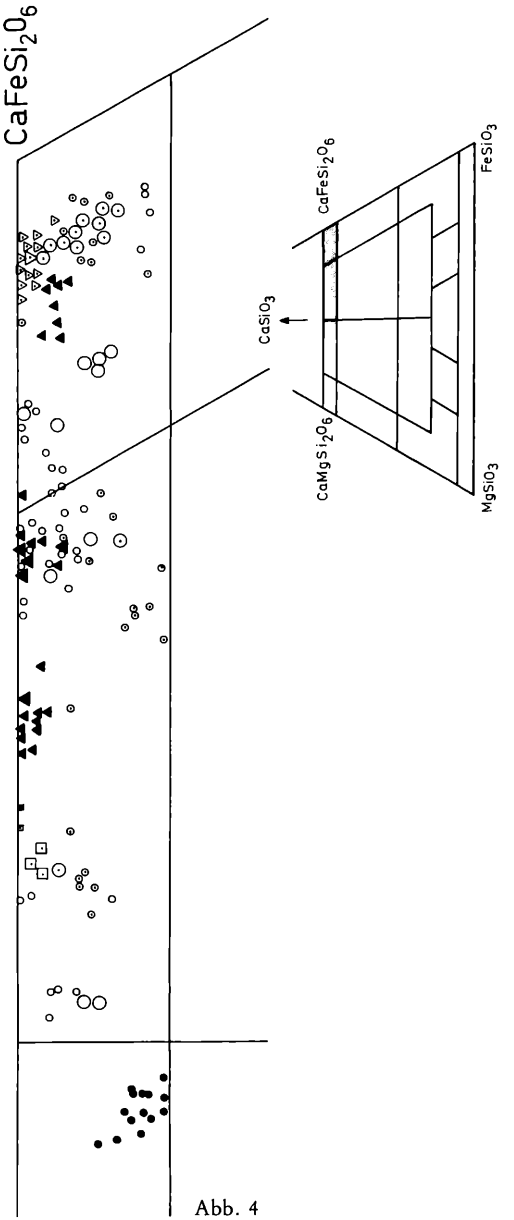


Abb. 4

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

weise entspricht das Magnetitvorkommen Kottaun-Arzberg einem (poly-) regionalmetamorphen Äquivalent der oxidisch-karbonatischen Übergangsfacies der iron formation, wie GOODWIN (1973) dies beispielsweise für die Michipicoten iron formation gezeigt hat (vgl. dazu auch BORCHERT, 1953).

Durch die Einwirkungen von Regionalmetamorphose(n) und die damit zusammenhängenden tektonischen Vorgänge bedingt, führen weiterreichende Betrachtungen über die genetische Entwicklung der Gesteine vom Kottauner Arzberg zu unsicheren Resultaten, daher wird in dieser Arbeit davon bewußt Abstand genommen.

Danksagung

Diese Arbeiten wurden im Rahmen eines Projektes der „Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoff-Forschung" der Österreichischen Akademie der Wissenschaften gefördert. Die Mikrosondenmessungen konnten in dankenswerter Weise auf einem Gerät des „Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung" (Proj. Nr. 1939) am Institut für Analytische Chemie der Universität Wien durchgeführt werden. Hilfreich unterstützt wurden die Messungen durch Herrn Dr. F. KOLLER vom Institut für Petrologie, das auch die Mineralstandards zur Verfügung stellte. Die Auflichtuntersuchungen und Reflexionsmessungen konnten ebenfalls auf einem Gerät des „Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung" (Proj. Nr. 3134) durchgeführt werden. Herrn Doz. Dr. A. BERAN danke ich für die Einweisung und Hilfe bei den Messungen.

Der Autor dankt Herrn Professor Dr. G. HUCKENHOLZ für Gespräche über Metamorphoseabschätzungen und Hern Prof. Dr. VOLL für die Beurteilung der Myrmekit-Gefüge. Für die Diskussionen die Petrologie und Geologie des Gebietes betreffend wird Herrn Professor Dr. H. G. SCHARBERT (Institut für Petrologie) und Herrn Dr. G. FUCHS (Geologische Bundesanstalt, Wien) herzlich gedankt.

Besonderer Dank gilt Herrn Ing. D. NĚMEC (Geoindustria, Jihlava) für eine eindrucksvolle, mehrtägige Exkursionsführung zu den Skarnen Westmährens und Herrn Professor Dr. J. ZEMANN für die Anregung zu dieser Bearbeitung sowie für sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeiten und für die Durchsicht des Manuskriptes.

Literatur

ABRAHAM, K. & SCHREYER, W., 1973: Petrology of a Ferruginous Hornfels from Riekensglück, Harz Mountains, Germany. Contr. Mineral. and Petrol. 40, 275–292.

ACKERMAND, D., KARL, F. & RAASE, P., 1972: Granate mit Zusammensetzungen zwischen Almandin und Grossular aus den westlichen Hohen Tauern, Österreich. Contr. Mineral. and Petrol. 37, 29–38.

ATHERTON, M. P., 1968: The Variation in Garnet, Biotite and Chlorite Composition in Medium Grade Pelitic Rocks from Delradan, Scotland, with Particular Reference to the Zonation in Garnet. Contr. Mineral. and Petrol. 18, 347–371.

BENCE, A. E. & ALBEE, A. L., 1968: Empirical correction for the electron microanalysis of silicates and oxides. Journ. Geol. 76, 382–403.

BERAN, A., 1979a: Die Mineralogie von Ankerit- und Sideritgesteinen der östlichen Grauwackenzone – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. Habilitationsschrift, Universität Wien, August 1979.

BERAN, A., 1979b: Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. TMPM 26, 217–233.

BERAN, A. & BITTNER, H., 1974: Untersuchungen zur Kristallchemie des Ilvaits. TMPM 21, 11–29.

BODECHTEL, J., 1965: Zur Genese der Eisenerze der Toskana und der Insel Elba. N. Jb. Min. Abh. 103, 147–162.

BORCHERT, H., 1953: Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. Chem. Erde 16, 49–74.

CAMERON, K. L., 1975: An Experimental Study of Actinolite – Cummingtonite Phase Relations with Notes on the Synthesis of Fe-rich Anthophyllite. Amer. Min. 60, 375–390.

DEER, W A., HOWIE, R. A. & ZUSSMANN, J., 1978: Rock-Forming Minerals Vol. 2A, 2nd ed., Single-Chain Silicates. Longman Group Limited, London 1978.

DOBRETSOV, N. L., 1968: Paragenetic Types and Composition of Metamorphic Pyroxenes. Journ. Petrol. 9, 358–377

DOLEZEL, P. & SCHROLL, E., 1978: Beitrag zur Geochemie der Siderite in den Ostalpen. Verh. Geol. BA. Jg. 1978, 293–299.

EICHLER, J., 1976: Origin of the Precambrian banded iron-formation, p. 157–201, in: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Ed.: K. H. WOLF. Vol. 7 Elsevier Scientific Publishing Comp., Amsterdam – Oxford – New York 1976.

FERRY, J. M. & SPEAR, F. S., 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contr. Mineral. and Petrol. 66, 113–117

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

FLORAN, R., J. & PAPIKE, J. J., 1978: Mineralogy and Petrology of the Gunflint Iron Formation, Minnesota-Ontario: Correlation of Compositional and Assemblage Variations at Low to Moderate Grade. Journ. Petrol. 19, 215–288.

FRIETSCH, R., 1977: The Iron Ore Deposits in Sweden, p. 279–293, in: The Iron Ore Deposits of Europe and agjacent Areas. Ed.: A. ZITZMANN. Vol. I. Bundesantalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover 1977.

FUCHS, G. & MATURA, A., 1976: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse, Erläuterungen zur Geologischen Karte des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse, 1:200.000, Geol. BA, Wien 1976.

GEIJER, P. & MAGNUSSON, N. H., 1952 a: Geological history of the iron ores of Central Sweden. – 18th Int. geol. Congr., Great Britain 1948, Rep., 13: 84–89, London.

GEIJER, P. & MAGNUSSON, N. H., 1952 b: The iron ores of Sweden. XIX Congr. géol. int., Alger 1952, Symp. Gisem. Fer Monde, II: 477–499, Alger.

GOLDSCHMIDT, V. M., 1911: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911.

GOODWIN, A. M., 1973: Archean Iron-Formations and Tectonic Basins of the Canadian Shield. Econ. Geol. 68, 915–933.

GÖSCHKE, M. & WINKLER, E., 1978: Praktikumsbericht über die Untersuchung des Magnetiterzkörpers im Arzberg bei Kottaun, Nö. Institut f. Meteorologie u. Geophysik, Univ. Wien, 1978.

GÖTZINGER, M. A., 1978: Vorläufige Mitteilung über die Hauptminerale der Eisenlagerstätte Kottaun-Arzberg nördlich Geras, Nö. Anzeiger d. mathem.-naturw. Kl. d. Österr. Akademie d. Wiss., Jg. 1978, 22–26.

GREENWOOD, H. J., 1967: Wollastonite: Stability in H_2O-CO_2 mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada. Amer. Min. 52, 1669–1680.

GUSTAFSON, W. I., 1974: The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H. Journ. Petrol. 15, 455–496.

HAGA, N. & TAKÉUCHI, Y., 1976: Neutron diffraction study of ilvaite. Z. Krist. 144, 161–174.

HARKER, R. I. & TUTTLE, O. F., 1956: Experimental data on the P_{CO_2}-T curve for the reaction: Calcite + Quarz $\rightleftarrows$ Wollastonite + Carbon Dioxide. Amer. Journ. Sci. 254, 239–256.

HEGEMANN, F. & ALBRECHT, F., 1954: Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. Chem. Erde 17, 81–103.

HELGESON, H. D., DELANY, J. M., NESBITT, H. W. & BIRD, D. K., 1978: Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming Minerals, p. 180–185, Amer. Journ. Sci. 278 A, 1978.

HERITSCH, H., 1931: Vorläufiger Bericht über die Minerale der Lieserschlucht bei Spittal an der Drau. Centralbl. Min., A, Jg. 1931, 364–367.

HERITSCH, H., 1933: Mineralien aus der Lieserschlucht bei Spittal an der Drau. Z. Krist., Abt. A, 86, 253–296.

HERITSCH, H. 1973: Noch einmal: Granat mit einer Zusammensetzung zwischen Almandin und Grossular. Contr. Mineral. and Petrol. 40, 83–85.

HEWITT, D. A., 1978: A redetermination of the fayalite-magnetite-quartz equilibrium between 650° and 850°C. Amer. Journ. Sci. 278, 715–724.

HOLLISTER, L. S., 1966: Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. Science 154, 1647–1650.

HOLZER, H. & NEUWIRTH, K., 1962: Über den ehemaligen Eisensteinbergbau Kottaun bei Geras (Niederösterreich). Montan-Rundschau Jg. 10, 191–193.

HSU, L. C., 1968: Selected Phase Relationships in the System Al-Mn-Fe-Si-O-H: A Model for Garnet Equilibria. Journ. Petrol. 9, 40–83.

HUCKENHOLZ, H. G. & YODER, H. S., 1971: Andradite Stability Relations in the $CaSiO_3$-Fe_2O_3 Join up to 30 kb. N. Jb. Min. Abh. 114, 246–280.

ILAVSKÝ, J., MALKOVSKÝ, M. & ODEHNAL, L., 1977: The Iron Ore Deposits in the Czechoslovak Socialist Republic, p. 111–124, in: The Iron Ore Deposits of Europe and adjacent Areas. Ed.: A. ZITZMANN. Vol. I. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover 1977.

IMMEGA, I. P. & KLEIN, C., jun., 1976: Mineralogy and petrology of some metamorphic Precambrian iron-formations in southwestern Montana. Amer. Min. 61, 1117–1144.

KERRICK, D. M., 1977: The Genesis of Zoned Skarns in the Sierra Nevada, California. Journ. Petrol. 18, 144–181.

KIMBERLEY, M. M., 1978: Paleoenvironmental Classification of Iron Formations. Econ. Geol. 73, 215–229.

KLINGER, N., 1912: Die Magnetiteisenerze von Kottaun und Lindau. Vorläufiger Bericht. Lagerstättenarchiv der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

KLOMÍNSKÝ, E. D. & SATTRAN, V., 1963: Entstehungsgeschichte der Skarne im mittleren Teil von Krušné hory (Erzgebirge). Věstník Ústř. Úst. geolog. 38, 341–345.

KOLLER, F. & GÖTZINGER, M. A., 1973: Ein Titanitvorkommen bei Amstall im Waldviertel (Nö.). Ann. Naturhistor. Mus. Wien 77, 1–6.

KORZHINSKIJ, D. S., 1945: The formation of contact deposits (russisch). Izv. Akad. Nauk. SSSR, ser. geol. 3, 12–33 (engl. summ.).

KORZHINSKIJ, D. S., 1970: Theory of Metasomatic Zoning (transl. by J. AGRELL), Clarendon Press, Oxford 1970; first published in Russian by Science Press, Moscow, 1969.

KRETZ, R., 1973: Kinetics of the crystallisation of garnet at two localities near Yellowknife. Can. Min. 12, 1–20.

LANGE, H., 1962: Genetische Probleme der Skarnlagerstätten im Erzgebirge. Bergakademie 14, 65–68.

LEAKE, B. E., 1978: Nomenclature of Amphiboles. Can. Min. 16, 501–520.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

MIKHAYLOV, D. A. & KRYLOVA, M. D., 1978: Comparison of composition of clinopyroxenes from precambrian magnesian skarns with pyroxenes from metamorphic rocks. Geochem. Int. 15, 47–55.

MÜLLER, R. F., 1973: System CaO-MgO-FeO-SiO_2-C-H_2-O_2: Some correlations from nature and experiment. Amer. Journ. Sci. 273, 152–170.

NAESER, C. W. & FAUL, M., 1969: Fission track annealing in apatite and sphene. J. Geophys. Res. 74, 705–710.

NĚMEC, D., 1962: Das Vorkommen von Wismutglanz im Skarn bei Kottaun (niederösterr. Waldviertel). Anz. d. mathem.-naturw. Kl. d. Österr. Akademie d. Wiss. Jg. 1962, 121–134.

NĚMEC, D., 1964: Lievrite from Županovice (SW-Moravia). Casopis Min. Geol. Praha, 9, 333 (tschechisch).

NĚMEC, D., 1965: Die sulfidischen Erzminerale in westmährischen Skarngesteinen. N. Jb. Min. Abh. 102, 189–220.

NĚMEC, D., 1966: Beitrag zur geochemischen Typisierung vorvaristischer Skarngesteine der Böhmischen Masse. Chem. Erde. 25, 126–141.

NĚMEC, D., 1967a: Granate westmährischer Skarngesteine. Geologie, Jg. 16, 157–168.

NĚMEC, D., 1967b: The miscibility of the pyralspit and grandite molecules in garnets. Min. Mag. 36, 389–402.

NĚMEC, D., 1968a: Die Stellung des Amphibols in der Mineralparagenese westmährischer Skarngesteine. TMPM III/12, 321–349.

NĚMEC, D., 1968b: Genetische Deutung des gemeinsamen Vorkommens von Skarnen, Metabasiten und Cummingtonit-Magnetit-Erzen in dem Měděnecer Revier im Erzgebirge. Geologie, Jg. 17, 398–410.

NĚMEC, D., 1969: Glimmer der regionalmetamorphen Skarne Westmährens. TMPM III/13, 55–84.

NĚMEC, D., 1970a: Chemische Zusammensetzung der Ca-Amphibole aus den regionalmetamorphen Skarnen Westmährens. N. Jb. Min. Abh. 113, 50–67

NĚMEC, D., 1970b: Zur Geochemie des Titans in den regionalmetamorphen Skarnen der Böhmischen Masse. Geologie, Jg. 19, 831–845.

NĚMEC, D., 1971: Genese der Grossular-Almandine und Grunerit-Cummingtonite in westmährischen Skarngesteinen. Krystalinikum, 7, 95–117

NĚMEC, D., 1975: Paragenetische Analyse der regionalmetamorphen Skarne Westmährens. Chem. Erde. 34, 62–84.

NĚMEC, D., 1979: Genese der regionalmetamorphen Skarne der Böhmischen Masse. Chem. Erde. 38, 194–209.

NEWHOUSE, W. H., 1936: Opaques oxides and sulphides in common igneous rocks. Bull. geol. soc. Amer. 47, 1–52.

PETRASCHEK, W. E., 1961: Lagerstättenlehre. Springer Verlag, Wien 1961.

POPP, R. K., GILBERT, M. CH. & CRAIG, J. R., 1977: Stability of Fe-Mg amphiboles with respect to oxygen fugacity. Amer. Min. 62, 1–12.

PUCHELT, H., 1973: Recent Iron Sediment Formation at the Kameni Islands, Santorin (Greece), p. 227–245, in: Ores in Sediments. Ed.: G. C. AMSTUTZ & A. J. BERNARD, Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York 1973.

RAMDOHR, P., 1927: Die Eisenerzlager des Oberharzer („Osteröder") Diabaszuges und ihr Verhalten im Bereich des Brockenkontaktes. Ein Beitrag zur Kenntnis eisenreicher Kontaktgesteine. N. Jb. Min., Beil. Bd. LV, 333–392.

RAMDOHR, P., 1940: Die Erzmineralien in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. Abh. preuß. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. 1940, 2.

RAMDOHR, P., 1975: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. 4. Aufl., Akademie Verlag, Berlin 1975.

SCHARBERT, H. G., 1966: Andraditführende Einschaltungen im Marmor von Hartenstein (Kl. Kremstal, Nö.). N. Jb. Min. Mh. 1966, 221–223.

SCHARBERT, S., 1977: Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertels, p. 11–13, in: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 1977, Waldviertel, Geol. BA, Wien, 1977.

SCHNEIDERHÖHN, H., 1941: Lehrbuch der Lagerstättenkunde. Gustav Fischer Verlag, Jena 1941

SCHNEIDERHÖHN, H., 1953: Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. Vortrag 1953, erschienen 1954 in: Geol. Rundsch. 42, 34–43.

SCHNEIDERHÖHN, H., 1955: Erzlagerstätten (Kurzvorlesungen). 3. Aufl., Gustav Fischer Verlag, Stuttgart 1955.

SCHUILING, R. D. & VINK, B. W., 1967: Stability relations of some titanium-minerals (sphene, perowskite, rutile, anatase). Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 2399–2411.

SCHÜRMANN, K., 1967: Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden. Teil I: Zur Stabilität der Cummingtonite. N. Jb. Min. Mh. Jg. 1967, 270–284.

SEMENENKO, N. P., 1964: The genesis and the classification of skarns. Krystalinikum 2, 61–69.

SHAY, K., 1975: Mineralogical Zoning in a Scapolite-Bearing Skarn Body on San Gorgonio Mountains, California. Amer. Min. 60, 785–797.

SHCHEKA, S. A., PYATKOV, A. G., VRZHOSEK, A. A., LEVASHEV, G. B. & OKTYABR'SKIY, R. A., 1978: Trace-Element Paragenesis in Magnetite. Geochem. Int. 15, 56–64.

SMIRNOV, V. I., 1970: Geologie der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig 1970.

STANĚK, J., 1977: Pegmatites from Skarn near Líšná, Western Moravia. Acta Univ. Carol. Geologica, Slavík Vol. 1977, 145–149, Praha.

SUESS, F. E. & GERHART, H., 1925: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Drosendorf, Geol. BA, Wien 1925.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

SWANSON, H. E., GILFRICH, N. T. & UGRINIC, G. M., 1955: Lead Nitrate, $Pb(NO_3)_2$ (cubic), Standard X-Ray diffraction powder patterns. NBS circ. 539, vol. V, 36–37

TAYLOR, B. E. & LIOU, J. G., 1978: The low-temperature stability of andradite in C-O-H fluids. Amer. Min. 63, 378–393.

VARTANIAN, R., 1975: Ausheilversuche, Alters- und Urangehaltsbestimmung an Apatit- und Titanitkristallen mit der Spaltspurenmethode. Diss. Univ. Innsbruck 1975.

VEJNAR, Z., 1971: Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmischen Masse. Geol. Rundsch. 60, 1455–1465.

WALDMANN, L., 1931: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Drosendorf. Geol. BA, Wien 1931.

WALDMANN, L., 1951: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs, p. 10–104, in: Geologie von Österreich, von F. X. SCHAFFER. F. Deuticke, Wien 1951.

WALDMANN, L., 1952: Studien über ältere Eisensteinbaue im nördlichen Waldviertel. Verh. Geol. BA 1952, Sonderh. C.

WINKLER, H. G. F., 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 4th Ed., Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York 1979.

WONES, D. R. & EUGSTER, H. P., 1965: Stability of Biotite: Experimental, Theory and Application. Amer. Min. 50, 1228–1272.

WONES, D. R. & GILBERT, M. Ch., 1969: The Fayalite-Magnetite-Quartz assemblage between 600° and 800° C. Amer. Journ. Sci., Schairer Vol 267A, 480–488.

ZITZMANN, A., 1977: The Iron Ore Deposits of Europe and adjacent Areas. Vol. I, Vol. II (1978). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1977, 1978.

ZOUBEK, V., 1946: Bemerkungen zur Frage der Skarne, Granulite und der südböhmischen Graphitlagerstätten. Sborník Stát. geolog. Úst. 13, 483–498 (tschechisch).

Nach Abgabe des Manuskriptes erschien folgende Arbeit, die für die Deutung der Myrmekite und der Genese von Interesse ist:

WEISS, H. M., NÖLTNER, T. & STOFFERS, P., 1980: Das Auftreten von Ilvait in den Erzschlämmen des Roten Meeres. N. Jb. Miner. Abh. 139, 239–253.

Adresse des Autors: Dr. MICHAEL GÖTZINGER, Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, Dr.-Karl-Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.